

MEDDIG ÉR A TAKARÓNK?
A MAGMAKÉPZŐDÉSTŐL A REGIONÁLIS LITOSZFÉRA
FORMÁLÓ FOLYAMATOKIG



6. KŐZETTANI ÉS GEOKÉMIAI
VÁNDORGYŰLÉS

© SZTE Ásványtani, Geokémiai és Kőzettani Tanszék, 2015

Minden jog fenntartva

A kötetben közölt cikkekért a szerzők vállalják a szakmai felelősséget

ISBN 978-963-306-389-7

Nyomdai előkészítés és borítóterv

Jacob Péter

Nyomda

Innovariant Nyomdaipari Kft., Szeged

Felelős vezető Drágán György

6750 Algyő, Ipartelep 4.

*Címlapfotó: Átbuktatott redő a Kisbihari (Biharia) terrén Aranyosfői-takarójában
(Pajzsi Komplexum) (Fotó: Pál-Molnár Elemér)*

MEDDIG ÉR A TAKARÓNK?
A MAGMAKÉPZŐDÉSTŐL A REGIONÁLIS LITOSZFÉRA FORMÁLÓ
FOLYAMATOKIG

6. Közettani és geokémiai vándorgyűlés

Szerkesztette
Pál-Molnár Elemér, Raucsik Béla, Varga Andrea

Szegedi Tudományegyetem Ásványtani, Geokémiai és Közettani Tanszék
Szeged, 2015

6. Közöttani és geokémiai vándorgyűlés
2015. szeptember 10–12.

Rendezők



Szegedi Tudományegyetem Ásványtani, Geokémiai és Közöttani Tanszék



Magyarhoni Földtani Társulat

A 6. Közöttani és geokémiai vándorgyűlés helyszíne

Wine Princess Balla Géza Pincészete
Ópálos (Páuliş), Románia

A 6. Közöttani és geokémiai vándorgyűlés tudományos bizottsága

Pál-Molnár Elemér
Raucsik Béla
Varga Andrea

A 6. Közöttani és geokémiai vándorgyűlés szervező bizottsága

M. Tóth Tivadar
Pál-Molnár Elemér
Raucsik Béla
Rechtenwald Rudolf
Schubert Félix
Varga Andrea

Támogatók

SZTE TTIK Ásványtani, Geokémiai és Közöttani Tanszék
SZTE TTIK Földrajzi és Földtani Tanszékcsopót
MTA Geokémiai, Ásvány- és Közöttani Tudományos Bizottság

Pál-Molnár Elemér Előszó	7
I. Rész Plenáris előadás	8
Harangi Szabolcs, Jankovics M. Éva, Taracsák Zoltán, Németh Károly, Sági Tamás, Kiss Balázs, Soós Ildikó, Lukács Réka, Zemeny Alíz, Pál-Molnár Elemér, Theodoros Ntaflos Bazaltok: a magmaképződéstől a vulkánkitörésig – új eredmények és perspektívák	9
II. Rész Előadások	22
Almási Enikő Eszter, Batki Anikó, Kiss Balázs, Heincz Adrián A Ditrói Alkáli Masszívum ultramafikus kumulátum kőzeteinek amfiboljai	23
Aradi László Előd, Hidas Károly, Klébesz Rita, Patkó Levente, Szabó Csaba Deformációs folyamatok nyomon követése a Stájer-medence alatti felsőköpenyben	27
Batki Anikó, Pál-Molnár Elemér, Gregor Markl Klinopiroxének petrogenetikai jelentősége a Ditrói Alkáli Masszívum kőzeteiben	28
Bencsik Attila, László Noémi, Bozsó Gábor, Bauer Márton Orfűi barlangi üledékek geokémiai és geológiai tulajdonságai	32
Bendő Zsolt, Szakmány György, Kasztovszky Zsolt, Szilágyi Szandra, Mile Viktória, Harsányi Ildikó, T. Biró Katalin, Osztás Anett, Oláh István Nagynyomású metafoliit nyersanyagú csiszolt kőszeközök magyarországi régészeti leletanyagokban	36
Benkő Zsolt, Pécskay Zoltán A K–Ar és a ⁴⁰ Ar– ³⁹ Ar kormeghatározás: lehetőségek és korlátok	40
Biró Tamás, Kovács István János, Király Edit, Falus György, Karátson Dávid, Bendő Zsolt, Fancsik Tamás, Sándorné K. Judit „Víz” a riolitos piroklasztitok kvarcaiban	41
Dégi Júlia, Török Kálmán, Ralf Schuster Szubmikrométeres léptékű megfigyelések az Öbrenbergi Csillámpalában – három tektonikai ciklus elkülönítése	42
Fintor Krisztián, Nagy Tamás A hazai kis- és közepes aktivitású nukleáris hulladéklerakó konténer betonja hosszú távú degradációjának geokémiai modellezése	46
Fiser-Nagy Ágnes, Mészáros Előd, Varga Andrea, M. Tóth Tivadar, Schubert Félix Az Ásotthalom környéki metamorf aljzat kőzettani felépítése és átalakulási folyamatai	47
Garaguly István, Raucsik Béla, Varga Andrea, Schubert Félix A Szegedi-medence triász karbonátkőzeteinek vizsgálati eredményei	51
Gherdán Katalin, Kázmér Mikós, Weiszbürg Tamás, Szakmány György, Szabó Dániel, Fábry Nicola Povegliano-Veronese (Olaszország) kelta temető kerámiái: nyersanyagválasztás, készítése technika	52
Halász-Szabó Kristóf, Raucsik Béla Az üllési terület bizonytalan korú mezozoikumi mészkőtípusainak petrográfiai vizsgálata	56
Halmos László, Bozsó Gábor, Pál-Molnár Elemér A szegedi Fehér-tó szikes üledékeinek évszázakos geokémiai változásai	60
Heincz Adrián László, Kiss Balázs, Almási Enikő Eszter A Ditrói Alkáli Masszívum kristályosodási körülményeinek meghatározása amfibol termobarometria segítségével	64
Horváth Zoltán, Vigh Csaba, Sári Katalin Kőzettani vizsgálatok lehetséges szerepe a közérdekű ásványi nyersanyag lelőhelyek (MINATURA 2020 projekt) kijelölésében	68
Káldos Réka, Guzmics Tibor, Vácz Tamás, Baris Adrienn, Berkesi Márta, Szabó Csaba A Kerimasi mélységi kőzeteiben található olvadékszárnyak vizsgálata	69
Kátai Orsolya Renáta, Tóth Attila, Káldos Réka, Szabó Csaba Petrográfiai és fluidumzárvány vizsgálatok a parajdi kőszobában (Erdély, Románia)	70
Kereskényi Erika, Kristály Ferenc, Fehér Béla, Rózsa Péter Első eredmények a Herman Ottó Múzeum neolitik csiszolt kőszeközök archeometriai vizsgálatáról	71
Király Edit, Török Kálmán, Dégi Júlia Gránátok nyomlevélműködése a soproni minták alapján	75
Kis Boglárka Mercédesz, Harangi Szabolcs, Palcsu László A Csomád (Dél-Hargita) és környezetében feláramló fluidumok és gázok eredete: új eredmények és perspektívák	79
Kiss Balázs, Harangi Szabolcs, Lukács Réka, Molnár Kata, Dunkl István A Csomád magmás rendszerének működése: hosszú életű kristálykása és gyors remobilizáció	80
Kovács István János, Demény Attila, Czuppon György, Király Edit, Török Kálmán, Fancsik Tamás,	

Falus György, Sándorné K. Judit Piroxén megakristályok hidrogén izotóp összetétele és „víz”-tartalma	81
Kürthy Dóra, Szakmány György, Józsa Sándor, Szabó Géza A regőlyi kora vaskori sírhalom patics- és kerámia leletanyagának összehasonlító vizsgálati eredményei	82
Lukács Réka, Harangi Szabolcs, Olivier Bachmann, Marcel Guillong, Dunkl István, Fodor László, Soós Ildikó, Szepesi János A miocén piroklasztitok sztratigráfiája az új U-Pb cikron geokronológiai eredmények tükrében	83
M. Tóth Tivadar A metamorf aljzat fejlődése Dorozsma környékén	84
Molnár Kata, Harangi Szabolcs, Dunkl István, Lukács Réka, Kiss Balázs A Dél-Hargita vulkáni működésének geokronológiája az elmúlt másfél millió évben	88
Papp Nikoletta, Raucsik Béla A Hidegkúti Dolomit Formáció petrográfiai vizsgálata a balatonakali vízkutató fúrás rétegsora alapján	89
Péterdi Bálint, Bendő Zsolt, Szakmány György, Kasztovszky Zsolt, Szilágyi Szandra, Harsányi Ildikó, Mile Viktória, T. Biró Katalin Szerpentinít nyersanyagú csiszolt kőeszközök magyarországi régészeti leletanyagokban	93
Pozsgai Emília, Józsa Sándor, Dunkl István, Hilmar von Eynatten A mecsek- és villányi-hegységi felső-triász sziliciklasztos kőzetek származáselemzése	94
Radics Tamás, Mosonyi Emília, M. Tóth Tivadar Új adatok az Álmosd környéki aljzat és a szamos sorozat metamorf kőzeteihez	98
Sági Tamás, Harangi Szabolcs, Taracsák Zoltán A középső-szlovákiai (Nógrád-Selmec) neogén-kvarter alkáli bazaltok petrogenézise	99
Sendula Eszter, Kónya Péter, Király Csilla, Szamosfalvi Ágnes, Kovács István János, Szabó Csaba, Falus György Petrográfiai vizsgálatok jelentősége a geokémiai modellezés során	100
Soós Ildikó, Harangi Szabolcs, Lukács Réka, Németh Károly, Theodoros Ntaflos A pulai alginít rétegsorban található tefra rétegek	101
Szakmány György, Bendő Zsolt, Józsa Sándor, Kasztovszky Zsolt, Szilágyi Veronika, Maróti Boglárka, Szilágyi Szandra, Starnini Elisabetta, Horváth Ferenc Hornfels nyersanyagú csiszolt kőeszközök magyarországi régészeti leletanyagokban	102
Szebényi Géza, Gaburi Imre Új földtani vizsgálatok a Lahócában — geokémiai eredmények	106
Szemerédi Máté, Varga Andrea, Lukács Réka, Schubert Félix, Pál-Molnár Elemér Cirkon vizsgálatok a Gyűrűfői Riolit Formáció felszíni feltárásainak kőzetanyagából (Nyugati-Mecsek)	110
Szepesi János, Papp István, Kovács-Pálffy Péter, Gönczy Sándor Savanyú lávafaciesek termogravimetriai vizsgálata: régi módszer, új eredmények	111
Szepesi János, Lukács Réka, Soós Ildikó, Harangi Szabolcs Nagy vastagságú piroklasztit sorozat vulkanológiai újraértelmezése a Tokaji-hegység északi részén	112
Taracsák Zoltán, Harangi Szabolcs, Molnár Gábor Olvadási oszlop modellezéssel történő litoszféravastagság-becslés intrakontinentális bazaltvulkáni területeken	113
Vígh Csaba, Harangi Szabolcs, Gerhard Wörner A hazai miocén mészkalki vulkanitokban előforduló magmás és metamorf gránátok zónásságának vizsgálata	117
Walter Heléna Vas-alkáli halogén metasomatózis nyomai az NWA-2086 CV3-as kondrit Ca-Al-gazdag zárvényaiban	118
Zelenka Tibor, Márton Emő, Pécskay Zoltán A Tokaji-hegység neogén vulkáni fejlődéstörténete; a paleomágneses, a radioaktív kor és a földtani - kőzettani, vulkanológiai vizsgálati adatok összehasonlításával	122
Zelenka Tibor, Kertész Botond Tállya andezitbánya süllyesztői szintjén előforduló andezittípusok kőzettani és ásványtani jellemzése	126
III. Rész Kirándulásvezető	127
Raucsik Béla, Varga Andrea Meddig ér a takarónk? – Terepbejárás a Maros völgyében	128
Névmutató	148

KLINOPIROXÉNEK PETROGENETIKAI JELENTŐSÉGE A DITRÓI ALKÁLI MASSZÍVUM KŐZETEIBEN

Batki Anikó^{1,2}, Pál-Molnár Elemér^{1,2}, Gregor Markl³

¹MTA-ELTE Vulkanológiai Kutatócsoport, Budapest

²Szegedi Tudományegyetem Ásványtani, Geokémiai és Kőzettani Tanszék Vulcano Kutatócsoport, Szeged

³Institut für Geowissenschaften, Universität Tübingen, Tübingen

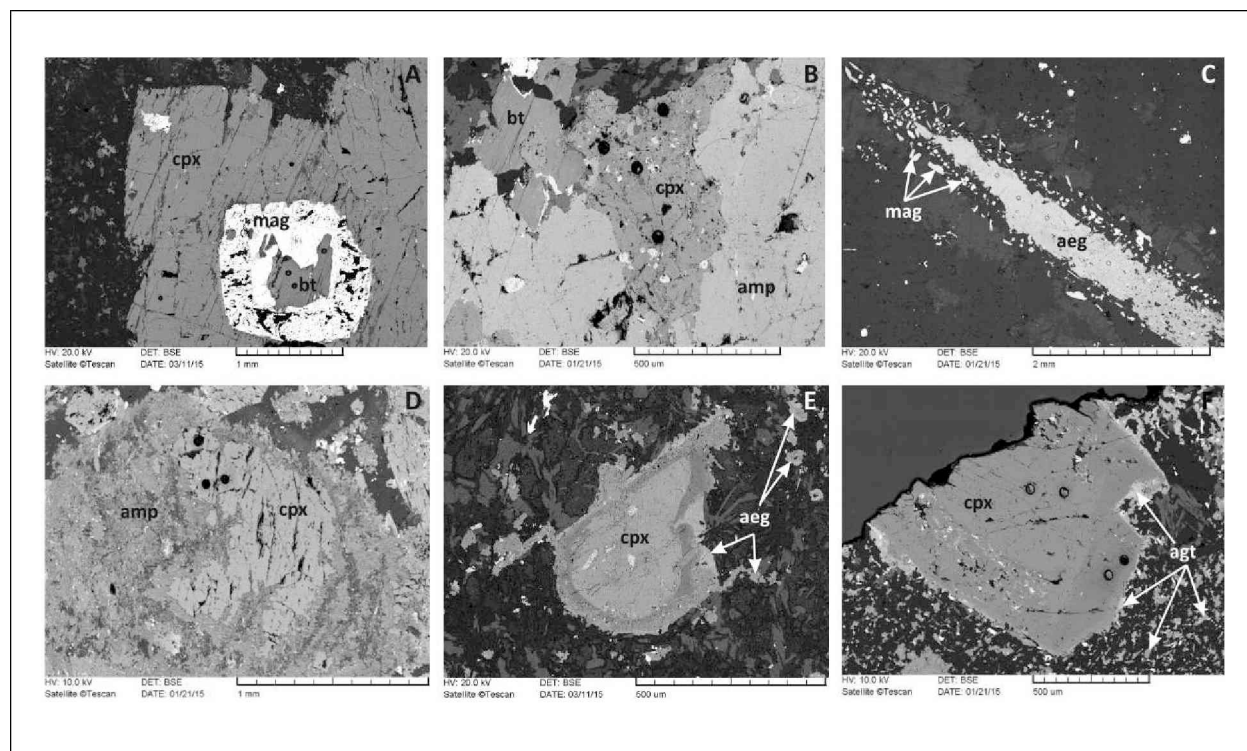
e-mail: batki@geo.u-szeged.hu

1. Bevezetés

A magmás differenciáció korai szakaszában kristályosodó klinopiroxén az egyetlen mafikus kőzetalkotó ásvány, amely a Ditrói Alkáli Masszívum szinte összes kőzetében jelen van (hornblendit kumulátum, gabbró, diorit, szienit, nefelinszenit, lamprofir, tinguait és ijolit). A klinopiroxének változatos szövete és gazdag nyomelem tartalma tükrözi az olvadék összetételében végbement változásokat, illetve magmakamra eseményeket, mint például a frakcionációs – asszimilációs folyamatokat vagy magmakeveredést, valamint a magmakamra újra töltődését. A klinopiroxének átfogó szöveti és geokémiai vizsgálata éppen ezért kiváló lehetőséget ad a masszívum kőzetei közötti, 180 éve tisztázatlan, genetikai kapcsolatok meghatározására.

A Ditrói Alkáli Masszívum a Gyergyói-havasok D-i és DNy-i részét képezi (Keleti-Kárpátok), a Kelemen-Görgény-Hargita neogén-kvarter vulkáni övtől K-re az alpi Bukovinai Takaró prealpi

metamorf kőzeteit áttörve bukkan a felszínre. A masszívum a Keleti-Kárpátok központi kristályos kőzettömegébe nyomult be, és ezekkel a metamorf kőzetekkel együtt vett részt az alpi tektonikai eseményekben (Pál-Molnár, 1992, 1994a, 1994b, 1994c). Keletkezése a középső triász Meliata–Hallstatt óceán kinyílásához köthető (Bagdasarian, 1972; Pál-Molnár, Árva-Sós 1995; Dallmeyer et al., 1997; Hoeck et al., 2009; Pál-Molnár, 2010a). Kora K/Ar koradatok alapján 196 ± 6 (Bagdasarian, 1972), illetve $216 \pm 8,8$ és $237 \pm 9,1$ millió év (Pál-Molnár, Árva-Sós, 1995), valamint $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ $231,5 \pm 0,1$ és $227,1 \pm 0,1$ millió év (Dallmeyer et al., 1997). A magmatizmus változatos alkáli kőzetegyüttest produkált a hornblenditektől, a gabbrón, dioriton, szieniten, monzoniton át a gránitig, illetve a nefelinszenitig (Pál-Molnár, 2000, 2010b; Fall et al., 2007). A magmatizmus utolsó fázisaként tinguait és lamprofir telérek, telérhajók jelentek meg (Batki et al., 2004, 2014).



1. ábra – Klinopiroxének mikroszvöeti visszszórt elektronképei a Ditrói Alkáli Masszívum magmás kőzeteiben (a rövidítések Whitney és Evans (2010) alapján történtek)

2. Települési viszonyok és petrográfia

A hornblendit kumulátumok legnagyobb tömegben a masszívum ÉNY-i részén gabbrokkal és dioritokkal összefogazódva (Tarníja Komplexum; Pál-Molnár, 1992, 1994a, 2000, 2010b) bukkannak felszínre. A szienitek és gránitok a masszívum É-i részén gyakoriak, míg a nefelinszenitek a K-i részen dominálnak. A lamprofirok jellemzően hornblenditet, dioritot, nefelinszenitet és gránitot járnak át, míg a tinguitak telérek nefelinszenitben és gránitban jelennek meg. A tinguitokban gyakoriak a kerekded, alkáli bázisos ijolit közettestek. A klinopiroxént tartalmazó reprezentatív hornblendit, szienit, nefelinszenit, lamprofir, tinguit és ijolit mintákat a masszívum teljes területéről gyűjtöttük.

A klinopiroxén a hornblenditekben világosbarna színű, idiomorf–hipidiomorf kumulusz fázisként jelenik meg változó méretben (0,4–4,0 mm). A kumulusz piroxének önálló kristályként (1.A ábra) és amfibol oikokristályba zárva is előfordulnak. A szienitekben szintelen, 660–800 µm nagyságú, erősen mállott, xenomorf klinopiroxén kristályok a jellemzőek, amfibol makrokristályba zárva (1.B ábra). A nefelinszenitekben zöld színű, nagyméretű (≥ 6mm), hipidiomorf egirin–egirinaugit tűk jelennek meg. A szektor zónás egirin–egirinaugit tűket magnetitből, albitból és biotitból álló korona veszi körül (1.C ábra). A lamprofirokban a klinopiroxén szintelen–világosbarna színű, hipidiomorf megjelenésű (1.D ábra), erősen mállott fenokristály (0,6–2,4 mm). A tinguit telérekben a klinopiroxén kétgenerációs. Az egyik halványzöld–zöldessárga színű, idiomorf–hipidiomorf megjelenésű, gyakran ikres, reverz zónás mikro- és makrokristály (0,3–1,2 mm), a másik pedig az alpanyagot alkotó, zöld színű egirinaugit mikrokristály (20–200 µm). Az első generációs klinopiroxén kristályok peremén az alpanyaggal megegyező zöld színű egirinaugit ránövedés figyelhető meg (1.E ábra). Az ijolit közetzárványokban a klinopiroxén többgenerációs. Az egyik generáció mikro- és makrokristályai (65 µm–1,0 mm) világosbarna színűek, félg saját alakúak, változatos (oszillációs vagy reverz) zónásságot mutatnak (1.F ábra), valamint jellemzően visszaoldódott peremük van. Egy másik generáció makrokristályai (0,5–1,7 mm) zöld színűek, félg saját alakúak, szektor zónásak, kissé átalakultak (foltokban biotit jelenik meg), illetve hiányzik a visszaoldódott perem. Néhány szemcsében nagyobb olvadékszárványok (50–350 µm) figyelhetők meg, amelyek szöveti jellemzői és ásványos összetétele megegyezik az ijolit alpanyagával, vagyis az ijolitos olvadék összetételével. Ezen szöveti jellemzők alapján, a zöld színű makrokristályok az ijolit fenokristályaiként értelmezhetők. A harmadik generációt zöld színű egirinaugit mikrokristályok képviselik, amelyek egyrészt a finomszemcsés alpanyag fő alkotói, másrészt pedig az előző két generáció klinopiroxénjeinek peremén továbbnövekedés formájában jelennek meg (1.F ábra).

3. Analitikai módszerek

A klinopiroxének főelem kémiai elemzését (27 szemcse) több elektronmikroszkopos laboratóriumban végeztük. Az ijolitok és lamprofirok klinopiroxén kristályai a Tübingeni Egyetem Földtudományok Tanszékén, JEOL 8900 típusú elektronmikroszkopon kerültek elemzésre, természetes standardok segítségével (15 nA mintaáram, 15 kV gyorsítófeszültség). A hornblenditek és nefelinszenitek klinopiroxénjeinek összetételét a Berni Egyetemen, Cameca SX-50 típusú elektronmikroszkopon határoztuk meg (20 nA mintaáram, 15 kV gyorsítófeszültség). A szienitek piroxénjeinek, illetve további ijolit, valamint lamprofir klinopiroxének főelemzése az MTA Csillagászati és Földtudományi Kutatóközpont, Földtani és Geokémiai Intézetében készült JEOL Superprobe 733 típusú elektronmikroszkopozál (15 nA mintaáram, 20 kV gyorsítófeszültség). A tinguitok és egy lamprofir minta klinopiroxén kristályainak összetételét az Uppsalai

Egyetem Geológiai Tanszékén határoztuk meg Cameca SX-50 típusú mikroszkopozál (15 nA mintaáram, 20 kV gyorsítófeszültség). A nyers adatok korrekciói a JEOL ZAF-korrekciós programjával és a Cameca online PAP korrekciós programjával készültek.

A klinopiroxének in-situ nyomelem kémiai elemzése (21 szemcse) a Cardiffi Egyetem Földtudományi és Oceanológiai Intézetében történt lézerablációs módszerrel, egy Thermo X Series 2 típusú ICP-MS készülékkel és az ehhez csatolt New Wave Research UP213 típusú lézerablációs mintabeviteli rendszerrel. A piroxén kristályok nyomelem összetételének meghatározásához 40 µm átmérőjű lézersugarat használtunk. A nyomelem vizsgálat során a frekvencia 10 Hz, a lézer energiája ~5 J cm⁻² volt. Az elemzések során BIR, BHVO és BCR referenciaanyagokat alkalmaztunk. Belső sztenderdként a klinopiroxének ⁴⁴Ca koncentrációját használtuk. A belső sztenderd korrekcióját Thermo Plasmalab programmal végeztük.

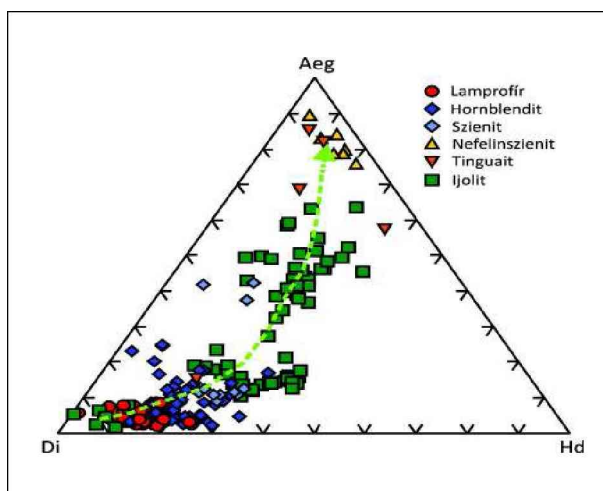
4. Ásványkémia

4.1. Klinopiroxének főelem összetétele

A klinopiroxén kristályok változatos összetételűek, Quad piroxének, Ca–Na- és Na-piroxének; a hornblenditekben és lamprofirokban diopszid és augit, a nefelinszenitekben egirin és egirinaugit, a szienitekben és a tinguit telérekben diopszid és egirinaugit, míg az ijolit közetzárványokban diopszid, hedenbergit, augit és egirinaugit is megjelenik.

A legritimisebb diopszid mikro- és makrokristályok a lamprofirokban (Di_{76–93}Hd_{1–24}, mg#=0,75–0,99) és az ijolitokban (Di_{76–94}, mg#=0,81–0,99) találhatóak nagy Al₂O₃- és TiO₂-tartalommal (lamprofir: ≤7,9 t% Al₂O₃, ≤3,3 t% TiO₂; ijolit: ≤8,9 t% Al₂O₃, ≤3,8 t% TiO₂). A hornblendit és tinguit diopszidjai hasonlóan primitív összetételűek. A lamprofir és ijolit diopszidok összetételével átfedést mutatnak, de kevesebb Di komponenssel és kisebb mg# értékkel, Al₂O₃-, valamint TiO₂-tartalommal rendelkeznek (hornblendit: Di_{62–82}Hd_{13–27}, mg#=0,70–0,87, ≤6,0 t% Al₂O₃, ≤1,8 t% TiO₂; tinguit: Di₆₅, mg#=0,78, 5,8 t% Al₂O₃, 1,9 t% TiO₂).

A lamprofirok, hornblenditek és nefelinszenitek klinopiroxénjei adott kristályokon belül homogének, míg a szienit klinopiroxénjei (Di_{41–68}Hd_{8–29}Aeg_{9–43}), valamint a tinguit kétgenerációs és az ijolit többgenerációs klinopiroxén mikro- és makrokristályai, illetve fenokristályai változatos összetétellel jellemezhetők (2. ábra). A tinguit klinopiroxének összetétele élesen elkülönül egymástól. Az



2. ábra – Klinopiroxének Di–Hd–Aeg (mol%) összetétele a Ditrói Alkáli Masszívum közeleiben

első generációs reverz zónás makrokristályok Mg-ban és Al-ban gazdag diopszidok, míg az alapanyag mikrokristályai Na gazdagodást, illetve Al és Ti szegényedést ($\text{Di}_{7-18}\text{Hd}_{7-35}\text{Aeg}_{57-85}$, 1,7–2,2 t% Al_2O_3 , 0–2,0 t% TiO_2) mutatnak. Az ijolit klinopiroxének széles összetételbeli tartományt képviselnek a diopszidtól az egirinaugitig ($\text{Di}_{10-94}\text{Hd}_{0,5-40}\text{Aeg}_{2-63}$), de nem mutatnak folyamatos fejlődési trendet a Di-Hd-Aeg szélsőtag komponensek között (2. ábra). Al_2O_3 - és TiO_2 -tartalmuk a diopszidtól az egirinaugit felé jelentősen lecsökken (8,9→1,2 t% Al_2O_3 ; 3,8→0,1 t% TiO_2). A nefelinszenit és szenit klinopiroxén kristályainak Al_2O_3 - és TiO_2 -tartalma szintén kicsi (nefelinszenit: 1,2–2,5 t% Al_2O_3 , 0,2–0,8 t% TiO_2 ; szenit: 1,6–3,0 t% Al_2O_3 , 0–1,1 t% TiO_2).

4.2. Klinopiroxének nyomelem összetétele

A klinopiroxének változatos összetételéből adódóan nyomelem tartalmuk is változó. A Fe-diopszidok, a hornblendit klinopiroxén makrokristályok kivételével, általában nagy Cr- és Ni-, valamint kis U- és Pb-tartalmúak, (lamprofir: ≤ 3160 ppm Cr, ≤ 200 ppm Ni, $\leq 0,05$ ppm U, $\leq 2,1$ ppm Pb; tinguit: ≤ 1160 ppm Cr, ≤ 120 ppm Ni, $\leq 0,09$ ppm U, $\leq 2,0$ ppm Pb; ijolit: ≤ 5290 ppm Cr, ≤ 210 ppm Ni, $\leq 0,07$ ppm U, $\leq 0,7$ ppm Pb). Az ijolitok reverz zónás diopszid kristályokban a mag körüli zónában (1F ábra) hirtelen megnő a Cr és a Ni koncentrációja (Cr=80→3710 ppm, Ni=100→180 ppm), míg a Ti- és a ritkaföldfém-(RFF) tartalom lecsökken. A hornblenditek Fe-diopszid kristályainak jóval kisebb a Cr-tartalma (20–250 ppm), viszont Ni-tartalma (20–140 ppm) átfedést mutat az előző közettípusok Fe-diopszid Ni koncentrációival. Néhány Fe-diopszid kumulusz makrokristálynak (1A ábra) kiemelkedően nagy a Sr (500–2200 ppm) és az Pb (≤ 29 ppm) koncentrációja a hornblenditekben, akár az amfibol oikokristályba zárt piroxén kumulusz fázisokhoz, akár a többi kőzet primitív diopszid kristályaihoz viszonyítva.

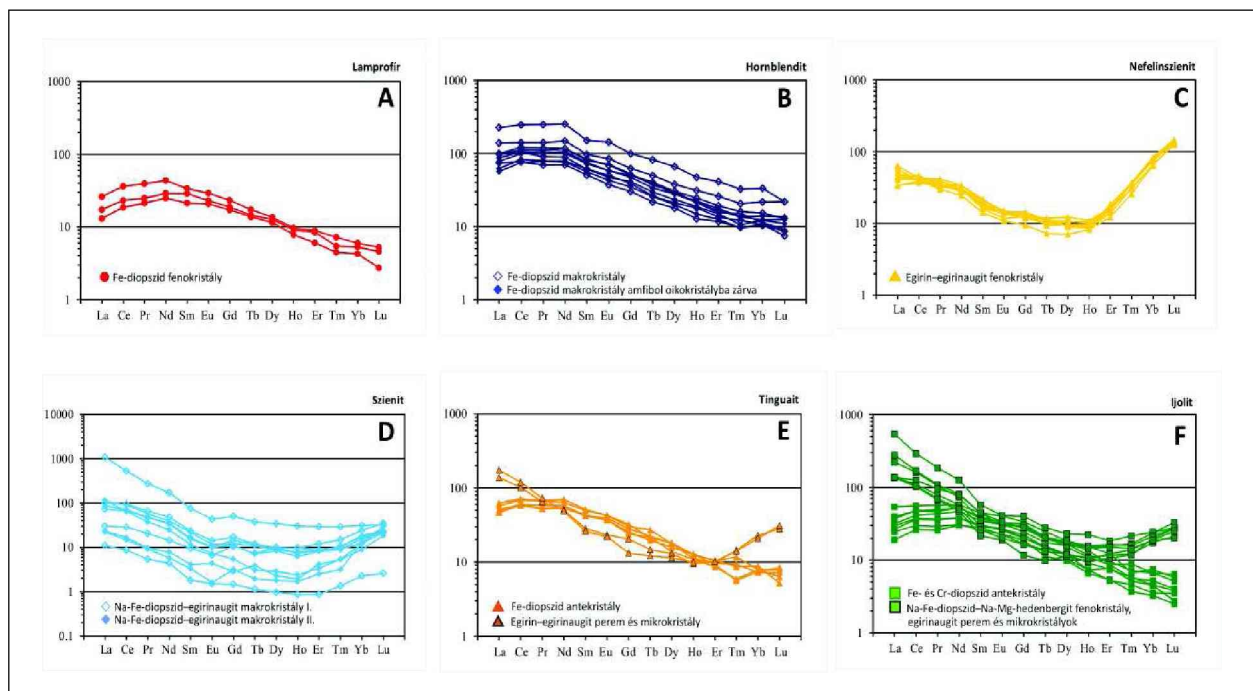
A szenitek Na-Fe-diopszid-egirinaugit kristályaira szintén változatos nyomelem összetétel jellemző (Zr=110–750 ppm, Hf=4–25 ppm, La=3–250 ppm, Ce=5–320 ppm, U=0–1,2 ppm, Pb=0–0,4

ppm). A nefelinszenitek egirin-egirinaugit fenokristályainak nagy a Zr- (4300–6200 ppm) és Hf- (140–180 ppm) tartalma, Nb- (1–37 ppm), U- (0–6,2 ppm) és Pb- (0–1,4 ppm) tartalmuk változó, könnyű RFF-tartalmuk (La=8–15 ppm, Ce=23–28 ppm) pedig kicsi. Az ijolitok Na-Fe-diopszid-Na-Mg-hedenbergit fenokristályainak nyomelem tartalma (Zr=500–850 ppm, Hf=13–20 ppm, La=30–130 ppm, Ce=60–180 ppm, U=0–0,26 ppm, Pb=0,1–7,8 ppm) átfedést mutat a szenit klinopiroxének összetételével. A tinguitok és ijolitok alapanyagát, valamint makrokristályaik ránövekedett peremét alkotó egirinaugit mikrokristályok nyomelem tartalma (Zr=640–3550 ppm, Hf=12–70 ppm, Nb=7–17 ppm, La=33–56 ppm, Ce=62–80 ppm, U=0,3–0,7 ppm, Pb=1–60 ppm) a nefelinszenitek egirin-egirinaugit fenokristályainak nyomelem koncentrációjával mutat hasonlóságot.

A klinopiroxének kondritra normált (McDonough, Sun, 1995) ritkaföldfém eloszlása két különböző lefutást mutat (3. ábra). A lamprofirok, hornblenditek, tinguitok és ijolitok Fe-diopszid kristályai a könnyű lantanidák felé dúsulást mutatnak, a kondritos értékek 10–100-szorosát is elérik, La_N/Yb_N arányuk 3–8 között változik. A hornblenditek önálló kumulusz makrokristályában a könnyű RFF koncentráció eléri a kondritos érték 200-szorosát is, La_N/Yb_N arányuk pedig a 9,2-t. A szenitek, nefelinszenitek, tinguitok és ijolitok Na-Fe-diopszid-egirinaugit-egirin kristályai jellegzetes U-alakú RFF lefutással jellemezhetők (3. ábra). Míg a nefelinszenit és tinguit egirinaugit-egirin kristályainak RFF koncentrációja homogén (nefelinszenit: $\text{La}_N/\text{Yb}_N=0,5–0,7$; tinguit: $\text{La}_N/\text{Yb}_N=6,0–9,4$), addig a szenitek és ijolitok Na-gazdag piroxénjei RFF összetételükben nagyobb változatosságot mutatnak (szenit: $\text{La}_N/\text{Yb}_N=1,2–34,0$; ijolit: $\text{La}_N/\text{Yb}_N=3,8–22,4$) (3. ábra).

5. Diszkusszió és következtetések

A Ditrói Alkáli Masszívum magmás kőzeteinek klinopiroxén kristályai változatos szöveti és összetételbeli tulajdonságokkal rendelkeznek, amelyek közettípusonként és az egyes kristályokon belül is módosulhatnak. A klinopiroxének összetételében megfigyelhető normál



3. ábra – Klinopiroxének C1 kondritra normált (McDonough, Sun, 1995) ritkaföldfém eloszlása a Ditrói Alkáli Masszívum kőzeteiben

frakcionációs fejlődési trend a lamprofirok Cr-gazdag Fe-diopszid fenokristályaitól indul, amelyek, a hornblenditek Fe-diopszidjaival együtt Hd-komponensben gazdagodást mutatnak egészen a szienit piroxénig. Az ijolit klinopiroxénekre szintén jellemző a Fe^{2+} -ben való dúsulás, de összetételükben az egirin komponens egyre nagyobb részarányban jelenik meg. A Na-ban való dúsulás a tinguitok és nefelinszenitek piroxénjeiben éri el a maximumot. A lamprofirok, hornblenditek és szienitek piroxénjeinek fejlődési trendje a Fen komplexum (Mitchell, 1980) és az Alnö komplexum (Hode Vuorinen et al., 2005) piroxénjeinek Fe^{2+} fejlődési trendjeivel, míg az ijolit és tinguit piroxének fejlődési trendje az Alnö komplexum (Hode Vuorinen et al., 2005) piroxénjeinek Na^+ fejlődési trendjével mutatnak hasonlóságot.

A klinopiroxének ritkaföldfém lefutásai hasonlóak más alkáli komplexumok diopszid–augit–egirin lefutási görbéihez (pl. Alnö komplexum (Hode Vuorinen et al., 2005), Oslói Árok (Dunworth et al., 2000), Ilímaussaq komplexum (Shearer, Larsen, 1994)). A Ca–Mg szélsőtagokra jellemző a könnyű RFF dúsulás, míg a Na– Fe^{3+} szélsőtagok felé haladva a nehéz RFF-ek is egyre nagyobb gazdagodást mutatnak. A hornblendit diopszidok nagy RFF- és Sr-tartalma (3B ábra) arra utal, hogy ezen kumulusz fázisok kristályosodásakor, a magmás fejlődés korai szakaszában, nem vagy csak kevésbé volt jellemző a ritkaföldfémeket és a stronciumot magába építő ásványok frakcionációja (pl. apatit, cirkon, plagioklász), ezért ezen elemek a kristályosodó kumulusz piroxénben dúsultak. A nehéz ritkaföldfémek dúsulását a Ca–Na- és különösen a Na-gazdag piroxénekben valószínűleg a Na^+ töltéskülönbségét ellensúlyozó RFF $^{3+}$ beépülése okozza az M2 pozícióban ($\text{Na}^+ + \text{REE} \leftrightarrow 2 \text{Ca}$), ami természetesen a könnyű ritkaföldfémek gazdagodásával is együtt jár (Wood, Blundy, 1997; Marks et al., 2004). Ez a folyamat jól megfigyelhető a masszívum Ca–Na- és Na-gazdag piroxénjeiben (3. ábra).

A tinguitokban és ijolitokban megjelenő klinopiroxén mikro- és makrokristályok visszaoldódott szegélye a ránövekedett egirinaugit peremmel, valamint a Fe-diopszid szemcsék összetételének hasonlósága a többi kőzet primitív diopszidjainak összetételével (2. és 3. ábra), ezen kristályok antekristály eredetét sugallja. Az ijolit piroxén antekristályok összetétele és szakaszos fejlődési trendje (2. ábra) arra utal, hogy az ijolitos olvadék felfelé történő áramlása során a magmakamra mélyebb régióiban megmintázta mind a bazanit–lamprofiros olvadék félig kristályosodott magmatömegét, mind a hornblendit kumulátumot, ahonnan a korai fázisban kristályosodott piroxéneket magával tudta ragadni. A tinguit és ijolit klinopiroxének reverz zónás antekristályainak magját körülvevő zóna (1.E, F ábra) jelentősen megnövekedett Cr- és Ni-tartalma arra utal, hogy ezen antekristályok tovább növekedése során (még az ijolit olvadékkal történő feláramlás előtt) a magmakamrában friss primitív magma utántöltődés történt. Valószínűleg ebből a friss olvadékból kristályosodhattak azok az ijolitban található Cr-diopszid antekristályok is, amelyek Cr-tartalma még a lamprofirok diopszidjainak Cr koncentrációját is jóval meghaladják.

A hornblenditek néhány Fe-diopszid makrokristályának, az ijolitos Na–Fe-diopszid fenokristályainak és a tinguitok egirinaugit mikrokristályainak nagy Pb koncentrációja, illetve a nefelinszenitek és szienitek nagy U-tartalma kéreg eredetű kőzetek asszimilációjára utal (pl. Rudnick, Fountain, 1995; McDonough, Sun, 1995).

A klinopiroxének szöveti és összetételbeli tulajdonságai alapján, a Ditrői Alkáli Masszívum magmafejlődéséről megállapítható, hogy (1) a lamprofirok és a hornblenditek egy fejlődési trendhez, azonos forrásrégióhoz, míg a szienitek, nefelinszenitek, tinguitok és ijolitos egy másik fejlődési trendhez, azaz másik forrásrégióhoz tartoznak. (2) A masszívum kialakulásában legalább két szülőmagma vett részt (bazanit–lamprofiros és ijolitos olvadékok). (3) A magmafejlődés során jelentős szerepe volt a klinopiroxének normál frakcionációjának, a magmakeveredésnek (antekristályok jelenléte), a magmakamra utántöltődésének (reverz zónás kristályok), valamint kéreg eredetű kőzetek asszimilációjának.

Irodalomjegyzék

- Bagdasarian G.P. (1972): Studii și cercetări geologie, geofizică și geografie, *Serie Geologie*, **17/11**, 13–21.
- Batki, A., Pál-Molnár, E., Bárdossy, A. (2004): *Acta Mineralogica-Petrographica*, **45/2**, 21–28.
- Batki, A., Pál-Molnár, E., Dobosi, G., Skelton, A. (2014): *Lithos*, **200–201**, 181–196.
- Dallmeyer, D.R., Kräutner, H.G., Neubauer, F. (1997): *Geologica Carpathica*, **48**, 347–352.
- Dunworth, E.A., Neumann, E.R., Rosenbaum, J.M. (2000): *Contribution to Mineralogy and Petrology*, **140**, 701–719.
- Fall, A., Bodnar, R.J., Szabó, Cs., Pál-Molnár, E. (2007): *Lithos*, **95**, 331–345.
- Hode Vuorinen, J., Hälenius, U., Whitehouse, M.J., Mansfeld, J., Skelton, A.D.L. (2005): *Lithos*, **81**, 55–77.
- Hoeck V., Ionescu C., Balintoni I., Koller F. (2009): *Lithos*, **108**, 151–171.
- Marks, M., Halama, R., Wenzel, T., Markl, G. (2004): *Chemical Geology*, **211**, 185–215.
- McDonough, W.F., Sun, S. (1995): *Chemical Geology*, **120**, 223–253.
- Mitchell, R. (1980): *American Mineralogist*, **65**, 45–54.
- Pál-Molnár, E. (1992): *Acta Mineralogica-Petrographica*, **33**, 67–80.
- Pál-Molnár, E. (1994a): *Acta Mineralogica-Petrographica*, **34**, 95–109.
- Pál-Molnár, E. (1994b): MTA SZAB Competition, Manuscript, 2–45.
- Pál-Molnár, E. (1994c): MTA SZAB Kiadványai, Szeged, 86 p.
- Pál-Molnár, E. (2000): Department of Mineralogy, Geochemistry and Petrology, University of Szeged, Szeged, 172 p.
- Pál-Molnár, E. (2010a): In: Szakáll, S., Kristály, F. (Eds.): *Sepsiszentgyörgy; Csíkszereda*, 33–43.
- Pál-Molnár, E. (2010b): In: Szakáll, S., Kristály, F. (Eds.): *Sepsiszentgyörgy; Csíkszereda*, 63–88.
- Pál-Molnár, E., Árvai-Sós, E. (1995): *Acta Mineralogica-Petrographica*, **36**, 101–116.
- Rudnick, R., Fountain, D.M. (1995): *Reviews of Geophysics*, **33**, 267–309.
- Shearer, C.K., Larsen, L.M. (1994): *American Mineralogist*, **79**, 340–352.
- Whitney, D.L., Evans, B.W. (2010): *American Mineralogist*, **95**, 185–187.
- Wood, B.J., Blundy, J.D. (1997): *Contribution to Mineralogy and Petrology*, **129**, 166–181.